

PAISAJES Y CLIMAS DEL ÚLTIMO CICLO GLACIAL EN EL NE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: UNA VISIÓN DESDE LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES, LAGOS Y ESPELEOTEMAS

B. VALERO GARCÉS, P. GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, A. MORENO, GRUPO PALEOIPE(*)

Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC).

E.mail: blas@ipe.csic.es; pgonzal@ipe.csic.es; amoreno@ipe.csic.es

(*) Josu Aranbarri, Fernando Barreiro, Miguel Bartolomé, Juan Pablo Corella, Matías Frugone, Eduardo García-Prieto, Graciela Gil-Romera, Margarita Jambrina, María Leunda, Carlos Martí-Bono, Mario Morellón, Belén Oliva, Ana Pérez-Sanz, Carlos Pérez-Mejías, M^a Teresa Rico, Miguel Sevilla

RESUMEN

La evolución de los paisajes de montaña pirenaica, del valle del Ebro o del interior de las sierras ibéricas durante el último ciclo glacial, ha estado directamente ligada a la del clima. Durante más de un siglo, geógrafos y geólogos han analizado las huellas geomorfológicas de los climas del Cuaternario, especialmente de los ciclos glaciales – interglaciales en las montañas del Pirineo. Sólo en las últimas décadas, la integración del análisis geomorfológico con nuevas técnicas de datación absoluta y con otros registros continentales de evolución paleoambiental y paleoclimática (especialmente secuencias lacustres y espeleotemas), ha permitido precisar la dinámica temporal de estos cambios en los procesos superficiales y relacionarlos con las fluctuaciones climáticas del Cuaternario a escala continental y global. Repasamos en esta contribución el estado de la cuestión y cómo el quehacer científico de José María García Ruiz durante estas décadas ha contribuido a entender las claves de la evolución del paisaje mediante un detallado trabajo de campo, la implementación de nuevas técnicas y estrategias pluridisciplinarias, la colaboración entre investigadores, el análisis crítico de los resultados y una visión holística del paisaje.

Palabras clave: *Glaciarismo, geomorfología, limnogeología, espeleotemas, palinología, paleoclima, Cuaternario*

ABSTRACT

Landscape evolution in the Pyrenean mountains, the Ebro valley and the Iberian Range during the last glacial cycle has been greatly controlled by climate fluctuations. For over a century, geographers and geologists have described the geomorphic signatures of Quaternary climates in the Pyrenees, particularly those associated to glacial – interglacial features. Only in the last few decades, the integration of geomorphological analyses with new absolute dating techniques with other terrestrial archives of past environmental and climate changes has allowed us to reconstruct the timing of these changes in surface processes and to correlate them with regional, hemispheric and global records. In this contribution we describe the current state of our knowledge based on glacial, lake and speleothem archives and how the work of José María García Ruiz has contributed to its development. The signature of his research has been a combination of detailed fieldwork, the use of new techniques as they became available, a keen sense of collaboration with other scientists from different disciplines, a constant questioning of the data and the preliminary results and a holistic view of landscape dynamics.

Keywords: *Glacial geomorphology, limnogeology, speleothems, palynology, paleoclimatology, Quaternary.*

1. INTRODUCCIÓN

“Espacio y tiempo, la combinación perfecta para los estudiosos de Ciencias de la Tierra y de algunas especialidades de Ciencias Humanas (...), porque la superficie terrestre es consecuencia de una combinación muy compleja de fenómenos ambientales (geoecológicos, biológicos), más o menos alterados por las actividades humanas. Esa diversidad requiere, sobre todo, capacidad de observación y de integración...”. El texto en cursiva forma parte de un prólogo firmado por el propio José M^a García Ruiz (González-Sampériz, 2004), donde se desvela su pasión por el conocimiento de los paisajes del pasado, que ha plasmado muy especialmente en el estudio de la evolución de los glaciares y de ambientes de montaña. Una gran capacidad de observación e integración del paisaje, moviéndose en dimensiones espaciales desde los procesos mesoscópicos en las laderas hasta las grandes cuencas hidrográficas, y en horizontes temporales desde la monitorización hasta los grandes ciclos glaciales, ha caracterizado siempre la investigación de José M^a García-Ruiz.

Desde el punto de vista geográfico de la dinámica de los paisajes, el Noreste peninsular es un área especialmente interesante (<http://sitar.aragon.es/atlas.htm>; <http://unizar.es/geoatlas/inicio.htm>), al incluir desde las zonas alpinas del Pirineo hasta los desiertos de Monegros y las sierras del Sistema Ibérico, con una continentalidad muy acusada. El importante avance que se ha realizado en nuestro entendimiento de la dinámica de los cambios geomorfológicos en estos territorios, ha estado fuertemente impulsado e influenciado por la actividad científica de José María García-Ruiz. Su trayectoria ha

reflejado esta necesaria dialéctica entre la cuantificación de los procesos geomorfológicos y superficiales actuales y su reconstrucción a escalas temporales mucho más allá de los datos procedentes de la monitorización y registro instrumental. De hecho, en las últimas décadas, de la mano de la concienciación de la gravedad de los impactos del cambio global actual, hemos asistido a un reconocimiento de la importancia de esta investigación sobre la variabilidad climática y paleoambiental a escalas de ciclos glaciales e interglaciales (van Kolfshoten *et al.*, 2003; Constanza *et al.*, 2007; IPCC, 2013).

En este trabajo, queremos presentar unas reflexiones sobre la historia y el estado de la cuestión actual de los estudios paleoambientales llevados a cabo en este territorio durante las últimas décadas de la mano de las contribuciones de José María García Ruiz. En los paisajes de montaña pirenaica comenzaremos por los trabajos pioneros de carácter esencialmente geomorfológico y/u orientados a encajar los vestigios del glaciarismo pirenaico en el marco de la evolución paleoclimática europea (García-Ruiz, 1990; García-Ruiz *et al.*, 1990) y seguiremos con las numerosas colaboraciones con otros investigadores (García-Ruiz & Valero-Garcés, 1998; González-Sampériz *et al.*, 2005, 2006; Sancho *et al.*, 2011) y sus aportaciones y revisiones de paradigmas establecidos (García-Ruiz *et al.*, 2001, 2003 y 2010), que han sido puestos en jaque con la proliferación de dataciones radiométricas de diversa índole (Sancho *et al.*, 2003; Peña *et al.*, 2004; Pallàs *et al.*, 2006; Lewis *et al.*, 2009; Palacios *et al.*, 2012; Delmas *et al.*, 2011), y que hoy en día han permitido reconstruir una visión muy diferente de

la cronología de la evolución del paisaje a la de hace varias décadas (Hughes *et al.*, 2006; García-Ruiz *et al.*, 2012).

Repasaremos también el estado del conocimiento actual a partir de variados registros (glaciares, terrazas fluviales, travertinos, lagos y espeleotemas particularmente) que están demostrando las singularidades de la historia paleoclimática y paleoambiental de las montañas de Iberia, del NE Peninsular, y particularmente del Pirineo (Montserrat, 1992; García-Ruiz & Valero-Garcés, 1998; García-Ruiz *et al.*, 2001, 2003 y 2012; González-Sampériz *et al.*, 2005 y 2006; Morellón *et al.*, 2009 y 2012; Sancho *et al.*, 2011; Pérez-Sanz *et al.*, 2013; Moreno *et al.*, 2013; Gil-Romeira *et al.*, 2014). El máximo avance de los glaciares del Pirineo no es sincrónico con el de los casquetes de hielo continentales del hemisferio Norte (Andrieu *et al.*, 1988; Dansgaard *et al.*, 1993; Hughes & Woodward, 2008; Clark *et al.*, 2009, Calvet *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2012a), ni el comienzo de la deglaciación ocurre a la vez en todas las montañas sureuropeas (Jalut *et al.*, 1992; Hughes *et al.*, 2006, 2013; Woodward *et al.*, 2004; Moreno *et al.*, 2010a; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013; Jambrina *et al.*, 2014). Esta singularidad se manifiesta también en el retraso del incremento de humedad en el Holoceno Temprano (Morellón *et al.*, 2009; Pérez-Sanz *et al.*, 2013; Aranbarri *et al.*, 2014), en los cambios paleohidrológicos de los últimos 12.000 años (Morellón *et al.*, 2011; Corella *et al.*, 2011) o en los avances y retrocesos de glaciares pirenaicos durante periodos más recientes (Chueca *et al.*, 2002 y 2005; González-Trueba *et al.*, 2008; Morellón *et al.*, 2012). Los datos disponibles de la Cordillera Ibérica también indican que el clima

y las formaciones vegetales “típicas” del anterior interglacial (el Eemiense) (González-Sampériz *et al.*, 2010, 2013; Moreno *et al.*, 2013), muestran características específicas bien diferenciadas de las del resto de la región Mediterránea y sur de Europa (Follieri *et al.*, 1988; de Beaulieu & Reille, 1992; Sánchez-Goñi *et al.*, 1999; Tzedakis *et al.*, 2003; Allen & Huntley, 2009; Pini *et al.*, 2009).

A lo largo de su prolífica carrera, José M^a García-Ruiz ha reflexionado en voz alta sobre estos aspectos singulares de los paisajes del NE peninsular durante el último ciclo glacial, contribuyendo significativamente al panorama de conocimiento actual, que se resume en los siguientes apartados de este trabajo.

2. LOS REGISTROS

Para entender la evolución del paisaje en este sector de la Península Ibérica durante el último ciclo interglacial-glacial-interglacial (últimos 130,000 años aproximadamente, desde el MIS 5), nos basaremos sólo en archivos geológicos que hayan sido datados con técnicas cronológicas absolutas. Lamentablemente no son muchos. Hemos seleccionado ejemplos de registros asociados a avances y retrocesos de los glaciares, depósitos lacustres y espeleotémicos del Pirineo y la Ibérica aragonesa esencialmente, que ilustran tanto la evolución de nuestro conocimiento como el estado actual del mismo (Figura 1).

2.1. Los glaciares del Pirineo: dinámica local y global

La polémica sobre el número de glaciaciones presentes en el paisaje del Pirineo y su edad, tiene ya más de un siglo. El



Figura 1. Localización de los principales registros lacustres y espeleotémicos citados en el texto.

complejo morrénico de Castiello de Jaca, ilustra bien la problemática de la identificación y datación de fases glaciales: tres, según las primeras observaciones de Penck (1883); dos siguiendo los trabajos de Panzer (1926), Llopis Lladó (1947), Höllermann (1971) y Martí Bono (1973); y una, según Barrère (1963). Las preguntas que nos hacemos ahora siguen siendo las mismas: ¿Cuántas fases de avance, esta-

bilización y retroceso de los glaciares han dejado su huella en el Pirineo?, ¿podemos esperar sincronía en los avances glaciares de cada valle pirenaico?, ¿existe una dependencia de las metodologías utilizadas a la hora de definir estadios glaciales locales?, ¿cómo se relacionan las fases locales con los ciclos glaciales-interglaciales a escala global?, ¿tienen características únicas los glaciares pirenaicos?...



Figura 2. Una vista del circo de Marboré hacia el Balcón de Pineta: el ibón de Marboré a la izquierda, los glaciares de Monte Perdido a la derecha, con morrenas Holocenas y de la Pequeña Edad del Hielo a su pie, y el amplio valle con restos de morrenas y superficies pulidas Holocenas (Foto: A. Salabarnada).

El cuerpo de conocimiento generado durante más de un siglo de estudios ha sido revisado en varias ocasiones durante las últimas décadas, precisamente por parte de uno de los actores principales, José María García Ruiz (García-Ruiz *et al.*, 2001, 2003, 2010 y 2012). No es nuestro objetivo un detallado apunte de las contribuciones que los numerosos científicos que han trabajado en glaciares pirenaicos han realizado, sino más bien una reflexión sobre el cómo ha evolucionado ese conocimiento, de la mano de un testigo excepcional, José María García Ruiz.

José María es un geógrafo de campo por convicción, y esto ha permeado toda su carrera. Esta estrategia de trabajo es la que acabó resolviendo la mencionada problemática del número de glaciaciones presentes en Castiello de Jaca iniciada hace más de cien años (García Ruiz *et al.*, 2010: “... estudios detallados de Höllermann (1971) y Martí Bono (1973), confirmaron el carácter fluvioglacial de la terraza de 60 m, de manera que, con independencia de que la morrena más externa enlazase o se empotrara contra la terraza de 60 m, no cabía duda de la existencia de dos fases glaciares bien diferenciadas”).

Durante toda su carrera, José M^a ha producido detalladas cartografías de los elementos de geomorfología glacial del paisaje pirenaico, desde formas erosivas y depósitos de ciclos glaciales antiguos (e.g., García-Ruiz & Martí-Bono, 2001), hasta las holocenas de Marboré, incluyendo las de la Pequeña Edad del Hielo (García-Ruiz *et al.*, en revisión) (Figura 2). Toda esta cartografía, ha proporcionado desde los años 80 cronologías relativas de la evolución glacial para los valles pirenaicos, y ha sido la base de interesantes hipótesis de trabajo sobre su correlación con las glaciaciones clásicas de los Alpes (García-Ruiz *et al.*, 2003). Pero el deseo de poder datar estas morrenas, y así pasar de una fase especulativa sobre su sincronía y correlación global a otra basada en cronologías absolutas estuvo siempre subyacente, y comenzó a hacerse realidad en la década de los 90. Primero, con dataciones mediante ¹⁴C (Mardones & Jalut, 1983; Vilaplana, 1983; Montserrat, 1992; Bordouanau, 1992) en secuencias lacustres asociadas a morrenas. Los sorprendentes resultados (edades más antiguas que 30 ka BP), sugerían que la máxima extensión de los glaciares pirenaicos se habría producido decenas de miles de años antes del últi-

mo máximo glacial global (LGM: 20 ka BP). Aunque coherentes con otras cronologías de montañas mediterráneas (Elicher & De Goer de Hervé, 1988; Seret *et al.*, 1990), no encajaban con el patrón pre-establecido para el resto de Europa y Hemisferio Norte en general, por lo que parte de la comunidad científica defendió posibles errores de la técnica, envejecimiento de las dataciones por el tipo de material datado y su procedencia, etc., (Turner & Hannon, 1988). En la actualidad, sabemos que esas dataciones son coherentes con la dinámica glacial singular de las montañas del sur de Europa (Hughes & Woodward, 2008; García-Ruiz *et al.*, 2012).

La última década del siglo XX y el comienzo del siglo XXI han estado marcados por el desarrollo de otras técnicas de datación absoluta. La mejora de la metodología radiocarbónica (AMS en lugar de convencional para ^{14}C), la implementación de otras técnicas radiométricas como las series de U/Th o los elementos cosmogénicos, y el uso de Luminiscencia óptica (OSL) y térmica (TSL) estimuladas, han revolucionado nuestro entendimiento de la dinámica temporal de la evolución del paisaje glacial.

Todo ello ha proporcionado un marco cronológico, no exento de contradicciones y retos, para cuya solución hemos debido apoyarnos, nuevamente, en el detallado trabajo de campo: morrenas laterales en el valle de Escarra (García-Ruiz *et al.*, 2003), depósitos lacustres en el Alto Gállego (González-Sampériz *et al.*, 2005, 2006), morrenas frontales en el Aurín y el Gállego (Peña *et al.*, 2003; Lewis *et al.*, 2009), terrazas fluvio-glaciales en el valle del Cinca (Sancho *et al.*, 2008; Lewis *et al.*, 2009), y espeleotemas (Moreno *et al.*, 2013) (Figura 1).

Las técnicas de ^{14}C y OSL en los valles del Aragón, Gállego y Cinca sugieren que la glaciación en el Pirineo habría experimentado cuatro fases de avance (García-Ruiz *et al.*, 2012): (i) entre 90,000-80,000 años BP, (ii) en torno a 64,000 años BP (estadio isotópico 4), (iii) hacia 36,000 años BP (estadio isotópico 3), y iv) un re-avance de cierta entidad, aunque menor que los anteriores, coincidiendo con el Último Máximo Glacial Global (entre 22,000 y 17,000 años BP). No obstante, las dataciones del alto valle del Noguera Ribagorzana (Pallàs *et al.*, 2006) y del valle del Têt (Delmas *et al.*, 2008) con ^{10}Be en bloques erráticos y superficies pulidas, indican una extensión máxima de los glaciares cercana al último máximo glacial global (MIS 2) y han reavivado la discusión.

Como bien apunta José María (García-Ruiz *et al.*, 2012), esta dicotomía de dataciones de la máxima extensión de los glaciares y la dependencia del método de datación, también ocurre en otras montañas ibéricas: Galicia (Vidal-Romaní *et al.*, 1999), la Cordillera Cantábrica (Jiménez-Sánchez & Farias, 2002; Moreno *et al.*, 2008), el Sistema Central (Palacios *et al.*, 2012), Sanabria (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2014); así como en otras montañas del sur de Europa (Woodward *et al.*, 2004; Hughes *et al.*, 2006 y 2013). En algunos casos, el máximo avance glaciar se alcanza entre 50,000 y 60,000 años BP, o incluso en torno a 80,000 años BP: valles del Gállego y del Cinca (Sancho *et al.*, 2003 y 2011; Peña *et al.*, 2004; Lewis *et al.*, 2009), valle de Pau (Mardones & Jalut, 1983; Andrieu *et al.*, 1988), Cordillera Cantábrica (Parque Natural de Redes, Picos de Europa: Jiménez-Sánchez & Farias, 2002). En otros casos, el máximo parece

que ocurre en torno a 20–18 ka BP, como en Sierra de Gredos (Palacios *et al.*, 2012) y valle del Noguera Ribagorzana (Pallàs *et al.*, 2006, Rodes *et al.*, 2008). Finalmente, casos como el de Sanabria, sugieren la posibilidad de que en ocasiones los avances en distintas fases ocuparan una extensión similar, explicando parte de las contradicciones en las dataciones (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2014; Jambirina *et al.*, 2014).

Con esta dialéctica abierta, avanzar en la síntesis de la evolución de los glaciares en el Pirineo necesitaba de una evaluación crítica de los datos disponibles, como la última realizada por José María (García–Ruiz *et al.*, 2012). Cada datación ha de valorarse a la luz de los problemas intrínsecos de las distintas metodologías (posible envejecimiento por contaminación con carbono antiguo en las de ^{14}C ; variabilidad en los rangos de los parámetros necesarios para calibrar las dataciones de OSL y cosmogénicos), la naturaleza del material a muestrear (partículas re-trabajadas en un lago o morrena, bloques erráticos movilizados tras su emplazamiento), hasta la representatividad de las muestras seleccionadas para las dataciones como marcadores de la máxima extensión de las lenguas glaciares. Finalmente, la posibilidad de que la dinámica glacial esté muy controlada por factores locales y que los glaciares de menor tamaño reaccionen con mayor rapidez a los cambios climáticos, ha de tenerse también en cuenta.

En síntesis, en el estado actual de conocimiento, los datos disponibles son coherentes con una máxima extensión de los glaciares pirenaicos hacia 50 o incluso 80 ka BP (MIS 4), situando el momento del “máximo avance glaciar” cerca de la transición entre MIS 5 y MIS 4 (García-Ruiz *et*

al., 2010), es decir, con mucha antelación al Último Máximo Global del MIS 2, y con la existencia de numerosas fluctuaciones, avances y retiradas durante el MIS 3 y el MIS 2. En algunos casos, el máximo avance durante el MIS 4 y el MIS 2 coinciden. Durante el estadio isotópico 3, los glaciares mediterráneos experimentarían un marcado retroceso y fuertes oscilaciones asociadas a las fluctuaciones climáticas rápidas (ciclos de Dansgaard/Oeschger que presentan abruptos calentamientos y enfriamientos graduales: Dansgaard *et al.*, 1993; Wolff *et al.*, 2010), ya que, generalmente, son de menor envergadura y más sensibles a las fluctuaciones climáticas rápidas. El crecimiento de los glaciares en las zonas mediterráneas durante el MIS 2 (concretamente entre 20,000 y 18,000 años BP), pudo tener una gran variabilidad regional con un alcance variable con respecto al de la primera expansión, en función de parámetros locales. Y pudo ser menor, o incluso claramente menor que durante el MIS 4, debido al carácter más seco del clima durante el MIS 2 (Florineth & Schlüchter, 2000). Los periodos interglaciales fríos pero relativamente más húmedos, serían los más favorables al crecimiento de los glaciares de valle (Hughes & Woodward, 2008).

Quedan aún numerosas preguntas por responder. Tenemos un modelo para explicar la asincronía entre el máximo avance de los glaciares en el Pirineo (y en algunas montañas mediterráneas) y los grandes campos de hielo del norte de Europa, pero no sabemos aún la causa de las diferentes cronologías dentro de algunas montañas mediterráneas. Sospechamos que se debe a una combinación de metodología de datación y representatividad

del muestreo, pero *“es indispensable establecer criterios de muestreo correlacionables entre distintas zonas de estudio, así como llevar a cabo una valoración morfoestratigráfica de las unidades morfoesedimentarias o morfologías erosivas que se van a datar (...), más estudios para entender las complejas relaciones entre el clima (incluyendo sobre todo el balance entre innivación y ablación) y la expansión de los glaciares de valle en regiones relativamente marginales desde un punto de vista glacial, como es el caso de los macizos montañosos mediterráneos”* (García-Ruiz *et al.*, 2010).

2.2. Los lagos: Paleohidrología y Evolución de la Vegetación

También existe controversia, como no podía ser menos, respecto a la evolución paleohidroológica y los cambios de vegetación asociados a cambios climáticos inherentes al último ciclo glacial en este territorio. Como punto de partida, conviene recordar que tanto en la Península Ibérica como en el sur de Europa, apenas existen registros lacustres con secuencias que cubran el último ciclo glacial completo (ver revisiones de González-Sampériz *et al.*, 2010; Fletcher *et al.*, 2010a; Moreno *et al.*, 2012a), pero uno de ellos se localiza, precisamente, en el NE peninsular. Se trata de la Laguna del Cañizar de Villarquemado (Teruel) (Figuras 1 y 3), que cubre los últimos 140.000 años de historia paleoambiental del área que nos ocupa este trabajo, y va a proporcionarnos el marco temporal general para, desde el MIS 5, ir enlazando el resto de información paleoambiental obtenida durante las últimas décadas a partir de secuencias lacustres.

En este sentido, y al igual que ocurre con los glaciares, los registros polínicos

también demuestran que algunos eventos climáticos del último ciclo interglacial-glacial no han sido ni sincrónicos ni de la misma naturaleza en el NE de España que en el resto de Europa. Tal es el caso del MIS 5e y la supuesta máxima expansión de árboles caducifolios asociada a los máximos de humedad de este interglacial (Pons *et al.*, 1992; Tzedakis *et al.*, 2003; Binka *et al.*, 2011), que sin embargo se observa en cronologías posteriores al Eemense en el interior continental Europeo (Sier *et al.*, 2011), o que ni siquiera llega a suceder en la secuencia de Villarquemado (González-Sampériz *et al.*, 2013) (Figura 3). De hecho, y sin pasar por alto las posibles imprecisiones cronológicas del modelo de edad de Villarquemado (Valero-Garcés *et al.*, en preparación), esta secuencia polínica registra un marcado carácter termófilo (con fluctuaciones) para buena parte del MIS 5, pero no es tan evidente una humedad regional generalizada, ni siquiera para el MIS 5e (García-Prieto *et al.*, en preparación). Esta discrepancia también se observa a partir del desarrollo de espeleotemas en la región (ver Moreno *et al.*, 2013, y apartado siguiente de este trabajo), más tardío de lo esperable.

Esta aparente asincronía parece estar relacionada con la gran continentalidad de la zona en la que se localiza la laguna del Cañizar de Villarquemado (Teruel). El clima ha estado caracterizado por una fuerte evapotranspiración potencial acentuada por el máximo de insolación asociado al anterior interglacial (Magri & Tzedakis, 2000; Klotz *et al.*, 2003; Braconnot *et al.*, 2008), y por temperaturas extremas (invernales y estivales) que caracterizan aún hoy las tierras altas de Teruel. Esto impediría el mantenimiento de una humedad generalizada en la región, y dificultaría en

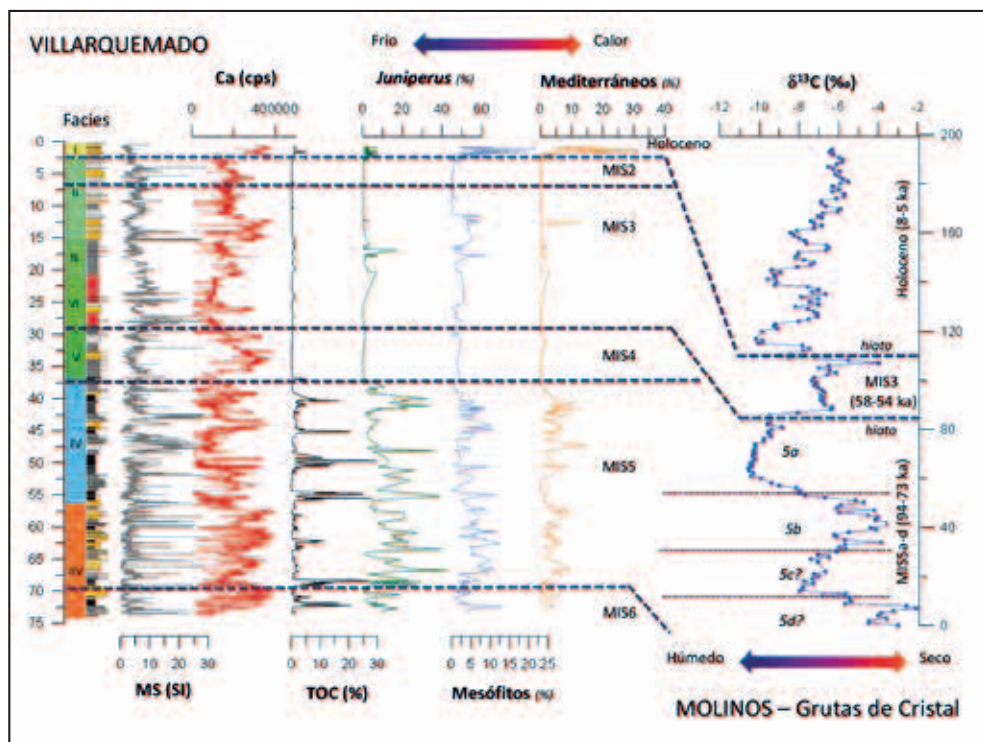


Figura 3. Registros lacustres y espeleotémicos del último ciclo glacial: la secuencia del Cañizar de Villarquemado (izquierda) y de la Cueva de Molinos (derecha). Izquierda: unidades sedimentológicas definidas en el sondeo del Cañizar de Villarquemado a partir de las facies, curvas de susceptibilidad magnética (MS) y contenido geoquímico (Calcio y Carbono Orgánico Total, TOC) y palinológico (principales taxones: *Juniperus*, *Mesófitos* y taxones *Mediterráneos*), indicando cambios en temperatura. Derecha: registro isotópico ($\delta^{13}\text{C}$) obtenido en la estalagmita MO-7 de las Grutas de Cristal en Molinos (Teruel), donde se marcan cambios en la disponibilidad hídrica desde el MIS 5 (Marine Isotopic Stage – Estadio Isotópico Marino).

extremo un desarrollo edáfico suficiente para la proliferación de caducifolios, provocando una importante resiliencia de la vegetación como estrategia de adaptación. Esta resiliencia está protagonizada por las coníferas a lo largo de toda la secuencia: *Juniperus* primero, durante el final del MIS 6 y todo el MIS 5, y *Pinus* a partir del MIS 4, durante todo el ciclo glacial, y hasta bien entrado el Holoceno (Aranbarri *et al.*, 2014).

Sin embargo, las facies sedimentarias de la secuencia de Villarquemado muestran claras condiciones de mayor humedad que las que se pueden inferir a partir del contenido palinológico. De hecho, durante el MIS 5 y MIS 4, se observa alternancia entre fases de turbera y lago carbonatado (Figura 3), que reflejan ambientes permanentemente inundados en un mosaico de turbera-humedal-lago y con fluctuaciones importantes del balance hídrico

que no resultan tan obvias en términos de vegetación regional. De hecho, una vegetación dominada por coníferas resilientes se mantuvo durante el mayor desarrollo del humedal del Cañizar en el MIS 5.

En cuanto a la temperatura, el mencionado carácter termófilo que se registra durante casi todo el MIS 5 (con fluctuaciones), y que se deduce de las altísimas proporciones que llega a alcanzar *Juniperus* y de la presencia de taxones Mediterráneos (García-Prieto *et al.*, en preparación), desaparece drásticamente con la llegada del MIS 4 (Figura 3). También entonces descienden significativamente las proporciones de mesófitos, pero se mantienen ambientes sedimentarios con condiciones de inundación permanente (turberas y lagos), aunque en menor proporción (Figura 3), deduciéndose la existencia de un clima frío pero aún húmedo durante este período. Estas condiciones climáticas frías y húmedas del MIS 4 también se han registrado en otras áreas de la Península Ibérica (ver recopilación en González-Sampériz *et al.*, 2010). Algunos ejemplos serían Abric Romaní (NE: Burjachs & Julià, 1994), o Area Longa (NW: Gómez-Orellana *et al.*, 2007) (Figura 1, donde al comienzo del último ciclo glacial aún se registran altos porcentajes de Ericaceae y Poaceae, y bajas proporciones de taxones estépico como *Artemisia* o Chenopodiaceae. Cronológicamente, la llegada del MIS 4 coincide con el máximo avance de los glaciares en el Pirineo (García-Ruiz *et al.*, 2012), por lo que los datos palinológicos y sedimentológicos de Villarquemado confirman que el inicio del último ciclo glacial en el NE peninsular, tuvo unas condiciones climáticas óptimas para el crecimiento glaciar (frío y humedad), que probablemente no volvieron a repetirse durante toda la glaciación.

Los registros lacustres y paleoambientales existentes para el MIS 3 y MIS 2 en la región que nos ocupa en este trabajo (Valero-Garcés *et al.*, 2000, 2004; González-Sampériz *et al.*, 2003, 2005, 2006, 2008; Morellón *et al.*, 2009; Vegas *et al.*, 2013), y en la Península Ibérica (PI) en general (González-Sampériz *et al.*, 2010; Carrión *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2012a), nos hablan de una aridez persistente y generalizada. Estos datos son coherentes con una deglaciación temprana del Pirineo (García-Ruiz *et al.*, 2003, 2010, 2012), después de los máximos avances en torno a los 80-60 ka. En el valle del Gállego, la máxima extensión de los glaciares en este ciclo glacial ocurre en torno a los 60 ka, cuando el frente glaciar se extendía hasta el umbral de Sabinánigo (ver apartado anterior y referencias incluidas). Tras el retroceso de los glaciares, otra fase de estabilización ocurrió en torno a los 30 ka (morrena de Senegüé), aunque para entonces, algunas áreas de cabecera ya estaban deglaciadas y/o desconectadas del glaciar principal, como se deduce de registros sedimentarios como el de El Portalet (Figuras 1 y 4), a más de 1800 m de altitud, con desarrollo de un lago pro-glaciar hace 33 ka BP (González-Sampériz *et al.*, 2006). Del mismo modo, el ibón de Tramacastilla (Montserrat, 1992), localizado a algo más de 1600 m de altitud, proporciona una datación de base próxima a 30 ka BP, por encima de las facies proglaciares (García-Ruiz & Valero-Garcés, 1998). Ambas secuencias registran mínimos de concentración polínica durante estos periodos, con proporciones arbóreas muy bajas y dominio de herbáceas estépicas. Espectros polínicos muy semejantes o niveles estériles y/o interrupción de la sedimentación por reavance glaciar (Mont-

serrat, 1992; González-Sampériz *et al.*, 2006) ocurren durante el periodo correspondiente al LGM global y al denominado *Mystery Interval-MI* (Denton *et al.*, 2006), es decir, desde hace 20 ka BP hasta 14.5 ka BP aproximadamente (MIS 2). Del mismo modo, a cotas más bajas, en la secuencia del Lago Grande de Estanya (Prepirineo), se observa una gran variabilidad paleohidrológica con fases de posible desecación y exposición subaérea, unidas a otras de mayor disponibilidad hídrica en el periodo desde el LGM hasta el comienzo del Holoceno (Morellón *et al.*, 2009; Vegas *et al.*, 2013). La vegetación regional sigue estos cambios hidrológicos con fluctuaciones en la proporción arbórea y dominio de herbáceas estépicas, y registra la existencia de refugios de vegetación próximos en la región, tal como se había constatado ya en el sector central del valle del Ebro con la Salada de Mediana, muy cerca de Zaragoza (Valero-Garcés *et al.*, 2000; González-Sampériz *et al.*, 2004 y 2005).

Numerosos valles del Pirineo muestran secuencias de morrenas asociadas a fases de retroceso y estabilización de glaciares que podrían estar relacionadas con esas fluctuaciones climáticas abruptas del MIS 3 y MIS 2. Algunas secuencias lacustres en lagos de obturación desarrollados detrás de morrenas laterales han permitido refinar algunas cronologías. Por ejemplo, el paleolago de Lalarri en la cabecera del Cinca, cerrado por una morrena lateral perteneciente al sistema glaciar de Pineta, y cuyos materiales quedan al descubierto por la erosión del propio río (García Ruiz & Martí Bono, 2001) (Figura 1). Estudios geofísicos y sondeos sedimentarios han puesto de manifiesto la existencia de un importante relleno de facies lacustres con una potencia superior a 40 m (Salazar *et*

al., 2013). El modelo de edad permite afirmar que la sedimentación en el paleolago se inició antes de los 35 ka. Durante el máximo glacial local, hace 64 ± 11 ka (Lewis *et al.*, 2009), el hielo acumulado en el circo de Pineta alcanzó un espesor de al menos 450–500 m, y es posible que el till inferior de la secuencia de Lalarri corresponda a esta fase. La morrena lateral que dio origen al paleolago corresponde a una fase posterior, anterior a los 35 ka (base datada del sondeo a 17 m de profundidad). Finalmente, tras la desconexión del glaciar de Lalarri del de Pineta, se produjo la erosión parcial de la morrena y el fin de la sedimentación lacustre en Lalarri. Esto ocurrió hace unos 11 ka (Salazar *et al.*, 2013).

A pesar de la gran variabilidad climática documentada para el MIS 3 y MIS 2 (INTIMATE: Hoeck *et al.*, 2008), y de la constatación a partir de registros marinos de una respuesta inmediata de la vegetación continental a los cambios climáticos abruptos (Sánchez-Goñi *et al.*, 2005, 2008), son muy pocas las secuencias continentales que han registrado esa relación. Precisamente, la mencionada turbera de El Portalet, fue la primera del Pirineo en la que se describió este impacto rápido de los cambios abruptos en la vegetación y en el paisaje (Figura 4) (González-Sampériz *et al.*, 2006), cambios que se pueden intuir con menor precisión en los registros lacustres de Enol en la Cordillera Cantábrica (Moreno *et al.*, 2010a) o en Banyoles en el Pirineo Oriental (Valero-Garcés *et al.*, 1998) (Figura 1). Entre las posibles razones argumentadas para esta discrepancia entre registros marinos y continentales están las diferencias de resolución temporal, los modelos de edad poco robustos y afectaciones locales de las secuencias terrestres

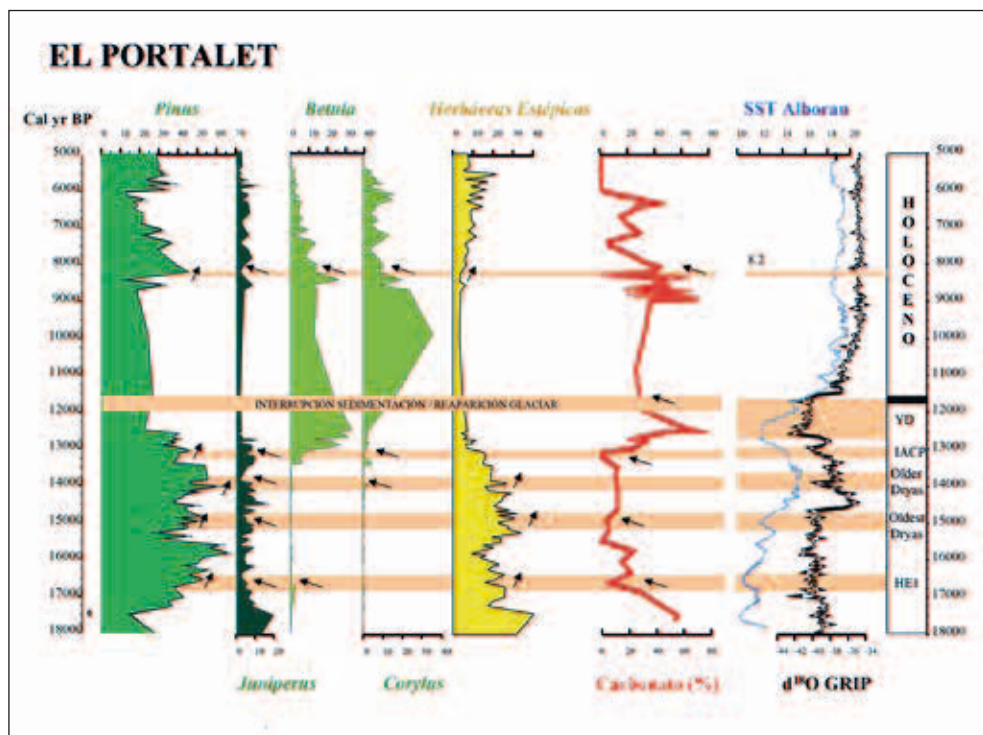


Figura 4. La secuencia lacustre de El Portalet representada en edad (modificado de González-Sampériz et al., 2006). De izquierda a derecha: abundancia en porcentaje de *Pinus*, *Juniperus*, *Betula*, *Corylus* y herbáceas estépicas, junto al contenido en carbonato del sedimento. Comparación de El Portalet con las SST (Surface Sea Temperatures, Temperaturas Superficiales Marinas) del Mar de Alborán (Mediterráneo Occidental) (Cacho et al., 1999) y con el registro isotópico del sondeo de hielo NGRIP de Groenlandia (Rasmussen et al., 2006).

frente a la señal macro-regional que recogen las marinas.

Sin embargo, la sensibilidad de la vegetación a los cambios climáticos abruptos parece estar especialmente vinculada a las particularidades bioclimáticas del área de estudio, tal como se deduce de la secuencia de Villarquemado. A pesar de que la resolución de trabajo disponible hasta el momento en los 74 m de secuencia palinológica del Cañizar de Villarquemado no es uniforme, y por su relativamente baja

resolución temporal no permitiría realizar adscripciones precisas de posible impacto en la vegetación de eventos de Heinrich o ciclos de D/O por ejemplo, es muy probable que esto no suceda debido a la mencionada resiliencia vegetal que se observa a lo largo de todo el registro. De hecho, la resolución es casi centimétrica en la parte superior de la secuencia (Tardiglacial y Holoceno), y sin embargo no se observa una respuesta a cambios climáticos abruptos (Aranbarri et al., 2014), a pesar de ser un periodo en el que en otras se-

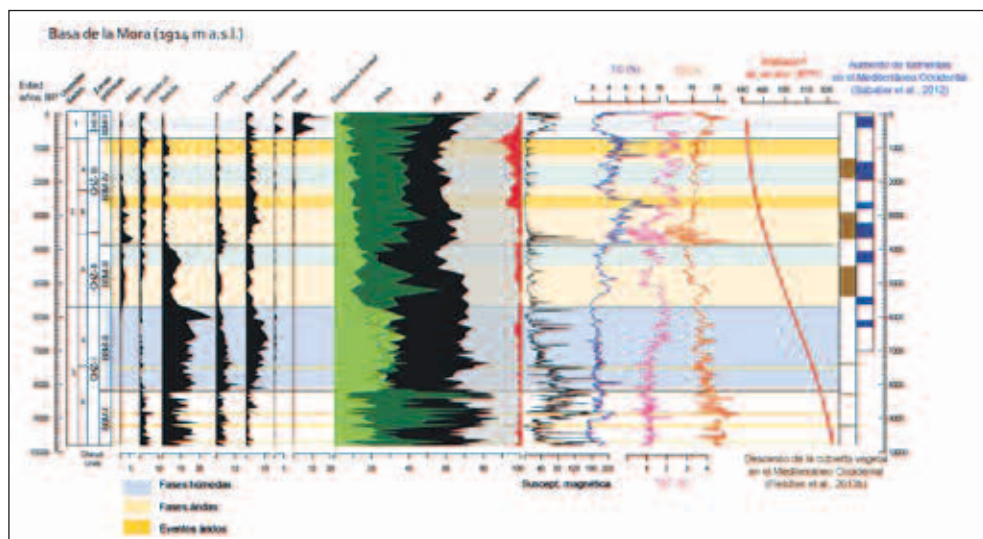


Figura 5. La secuencia lacustre de Basa de la Mora (modificado de Pérez-Sanz et al., 2013) representada en edad. De izquierda a derecha: unidades sedimentarias y zonas polínicas descritas en base a la evolución de los principales taxones, susceptibilidad magnética (MS), contenido en carbono inorgánico (TIC), orgánico (TOC) y ratio TOC/Nitrógeno, evolución de la curva de insolación de verano durante el Holoceno a 42°N, en marrón, fases de deforestación y/o descenso de la cubierta vegetal en el Mediterráneo occidental (Fletcher et al., 2013), y en azul, fases de aumento de tormentas en el Mediterráneo occidental (Sabatier et al., 2012). A lo largo del diagrama se indican con bandas azules las fases húmedas identificadas en la secuencia de la Basa, en amarillo claro las áridas, y en amarillo intenso los eventos áridos.

cuencias regionales como la mencionada de El Portalet (González-Sampériz et al., 2006) o la Basa de la Mora para el Holoceno (Figura 5) (Pérez-Sanz et al., 2013), sí muestran eventos fríos y áridos marcados por descensos de las proporciones de *Juniperus*, *Betula* y *Corylus* esencialmente, y aumento de taxones estépico (Figuras 4 y 5). Tampoco el Lago Grande de Estanya registra claramente el posible impacto de eventos abruptos en la secuencia palinológica (Vegas et al., 2013), pero este hecho puede estar relacionado con la tasa de sedimentación del registro (Morellón et al., 2009), posibles imprecisiones del modelo de edad, y esencialmente la resolución de

trabajo realizada hasta el momento (Vegas et al., 2013; Pérez-Sanz et al., en preparación), que sin duda debe ser ampliada.

Varios registros lacustres (Tramacastilla, Marboré, La Estiva, Basa de la Mora, Estanya), ilustran la evolución del paisaje pirenaico durante el Holoceno. El circo de Marboré (Figuras 1 y 2), estaba al menos parcialmente deglaciado desde el comienzo del Holoceno (Oliva et al., 2013). El Holoceno temprano está marcado por un aumento de la bioproductividad en el lago, aunque el aporte de sedimentos sigue siendo notable, sugiriendo una elevada influencia glacial con importante escorrentia. Este aumento de la bioproduc-

tividad, la mayor presencia de carbonatos detríticos, y una disminución generalizada en la concentración y variedad de minerales ferromagnéticos en la secuencia de mayor altitud estudiada hasta el momento en el Pirineo, resulta coherente con un periodo de clima más húmedo en este período (Oliva *et al.*, 2013). En Basa de la Mora (Figura 5), estas condiciones de mayor humedad durante el Holoceno Temprano se reflejan en aumentos del aporte detrítico, aunque con carácter probablemente estacional (Pérez-Sanz *et al.*, 2013). La vegetación de este registro refleja la fuerte continentalidad y sucesión de eventos abruptos de intensificación de frío y aridez que caracterizaron el comienzo del Holoceno, tanto en esta región, como en el Mediterráneo occidental en general (Fletcher *et al.*, 2010b) (Figura 5). A pesar de ser numerosos (Rasmussen *et al.*, 2007), el más conocido e intenso de estos eventos es el que ocurrió hace 8.2 ka BP (Alley & Agustsdottir, 2005; Rohling & Pälike, 2005). El impacto de este periodo más frío y seco se hizo notar incluso en las poblaciones humanas de la margen derecha de la cuenca del Ebro, tal como se ha demostrado con el vacío poblacional, migraciones y variaciones de los patrones de ocupación que se sucedieron durante el Epipaleolítico en el Bajo Aragón y el Maestrazgo (González-Sampériz *et al.*, 2009).

Condiciones climáticas de intensa continentalidad al comienzo del Holoceno también se reflejan en la composición vegetal de registros como Estanya o Villarquemado por ejemplo (Pérez-Sanz *et al.*, en preparación y Aranbarri *et al.*, 2014, respectivamente), donde prevalecen las coníferas y herbáceas heliófilas hasta que

el aumento de humedad y temperatura que caracteriza a todo interglacial propició el suficiente desarrollo edáfico para la expansión de los árboles mesotermófilos.

La transición al Holoceno medio (ca. 5 ka cal BP datada en los registros con mejor modelo de edad), es el cambio más significativo de todo el Holoceno y se interpreta como una respuesta al aumento de las condiciones de aridez: en Marboré, aumenta la concentración de los minerales magnéticos y desciende el porcentaje de carbonato orgánico y los carbonatos detríticos (Oliva *et al.*, 2013); en Basa de la Mora, se desarrollan facies carbonatadas litorales y desaparece el dominio de los árboles caducifolios en el estrato forestal (Pérez-Sanz *et al.*, 2013) (Figura 5); en Estanya, a pesar de no descender notablemente el nivel del lago (Morellón *et al.*, 2009), aumenta la proporción de taxones esclerófilos y/o marcescentes respecto a los caducifolios (Pérez-Sanz *et al.*, en preparación); y en Villarquemado, recuperan protagonismo las coníferas y aumentan significativamente los xerófitos y taxones Mediterráneos (Aranbarri *et al.*, 2014), constatándose de manera clara unas condiciones climáticas más secas (Figura 3).

Los lagos salinos de Bujaraloz-Sástago (Figura 1: Salineta, La Playa, laguna de Chirprana, etc.,) han proporcionado también evidencias de cambios en la vegetación, el balance hídrico y las fases de agradación y erosión en el centro de la Depresión del Ebro (ver la revisión de González-Sampériz *et al.*, 2008 y de Gutiérrez *et al.*, 2012). El Holoceno temprano parece ser el periodo más húmedo, con las condiciones de mayor aridez durante el Holoceno Medio y un retorno a condiciones dominantes de inundación durante los últimos milenios.

La influencia humana en el paisaje vegetal es cada vez mayor en cotas bajas y medias a partir del Holoceno Medio (González-Sampériz & Sopena, 2000; González-Sampériz, 2004; Morellón *et al.*, 2011; Rull *et al.*, 2011; Pérez-Sanz, 2014), y resulta necesario estudiar registros de altitud como Marboré o la Basa de la Mora para minimizar la señal antropogénica y poder inferir la variabilidad climática natural con cierta fiabilidad (Leunda, 2013). A pesar de detectarse indicadores de actividades humanas (deforestación, cultivos, uso del fuego para ampliar espacios para pastos, etc.), desde hace unos 4000 años incluso en ciertos puntos de altitud del Pirineo central (Montserrat, 1992), suelen ser prácticas puntuales de corta duración y rápidamente reversibles (reforestación vegetal natural). Esta situación se mantendrá con variaciones locales hasta hace unos 700 años aproximadamente, cuando ya se observa claramente que el uso del territorio es mucho más intenso y extensible a cualquier cota (Montserrat, 1992; Pérez-Sanz *et al.*, 2011 y 2013; Sanjuán *et al.*, en prensa), intensificándose los procesos deforestadores.

No obstante, incluso durante el último milenio, siguen advirtiéndose señales de la variabilidad climática natural a partir de la evolución paleohidrológica y los cambios de vegetación registrados en algunos lagos de altitud (Morellón *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012b; Pérez-Sanz *et al.*, 2013), en lagos del Prepirineo (Arreo, Montcortés, Estanya: Figura 1) (Corella *et al.*, 2012, 2013; Morellón *et al.*, 2011 y 2012) y en lagos del Sistema Ibérico (Taravilla, El Tobar, La Parra: Figura 1) (Moreno *et al.*, 2008; Barreiro *et al.*, en prensa). Condiciones de mayor aporte clástico y

evidencias de balance hídrico más positivo, ocurren durante los últimos 500 años en Marboré y la Basa de la Mora (Figura 5), asociadas a la Pequeña Edad del Hielo, mientras que aparece clara una señal de clima más seco durante la Anomalía Climática Medieval (Moreno *et al.*, 2012b).

Para terminar este apartado, no podemos sino mencionar que en el entorno del ibón de Marboré (Figura 2), que como hemos dicho anteriormente se trata de la secuencia lacustre de mayor altitud estudiada hasta el momento en el Pirineo, se han cartografiado y datado varias fases de avance glacial durante el Holoceno. Estas evidencias también se habían identificado en otros valles pirenaicos, pero sin adscripción cronológica clara. Se trata de episodios Neoglaciales sucedidos ca. 5 ka y durante el Holoceno tardío (3.4, 2.5, 1.3 ka) y la Pequeña Edad del Hielo, y se corresponden con periodos de cambios importantes en la secuencia lacustre del ibón.

Este paralelismo forma parte de un trabajo pionero en el que se aúnan resultados multidisciplinarios que incluyen, el estudio de detalle de la secuencia lacustre (aún en proceso para varios indicadores), y la caracterización geomorfológica, análisis y datación de los depósitos morrénicos de su entorno. Un planteamiento integrador y una metodología pluridisciplinar, que es la base de los estudios paleoambientales actuales y futuros, y que llega de la mano de, precisamente, José María García-Ruiz (García-Ruiz *et al.*, enviado).

2.3. Espelotemas: datos de temperatura y precipitación

Las formaciones de espeleotemas (Figura 6) son un archivo excepcional de los



Figura 6. Imagen del interior de la cueva de Sesó (Boltaña, Huesca) y detalle de un espeleotema. Fotografía: Jaime Más, Grupo Espeleología de Badalona.

cambios climáticos del pasado (tanto térmicos como hidrológicos), gracias a que la variación en la composición de la calcita que constituye estos materiales está ligada a las condiciones ambientales existentes en el momento de su formación (White, 2004). Una de las mayores ventajas de este tipo de “paleoarchivos” es su datación mediante la técnica del U-Th, que requiere tan sólo 100-200 mg de calcita para asignar una edad muy precisa, dentro de un amplio intervalo (0-500.000 años) (Edwards *et al.*, 1987). Por este motivo, su estudio supone un avance significativo en la comprensión y datación de los cambios ambientales asociados a los últimos ciclos glaciales-interglaciales.

En la Península Ibérica, son todavía muy escasas las reconstrucciones ambientales realizadas a partir de registros de espeleotemas, cubriendo el Holoceno (Domínguez-Villar *et al.*, 2008, 2009; Martín-Chivelet *et al.*, 2011), el último ciclo glacial (Muñoz-García, 2007; Dorale *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2010b; Domín-

guez-Villar *et al.*, 2013), e incluso periodos más antiguos (Hodge *et al.*, 2008; Stoll *et al.*, 2013).

En el NE peninsular, los primeros registros disponibles, parcialmente publicados en Moreno *et al.*, (2013), permiten indagar en el clima de los últimos 400.000 años, aunque de manera discontinua y centrada en los periodos interglaciales. Las cuevas localizadas a mayor altitud (Pot au Feu y Espluga Lasgüeriz, ambas en el macizo de Cotiella, Pirineo Central: Figura 1) presentan crecimientos de espeleotemas desde el MIS 9-11, pero éstos son muy limitados. Las causas más probables para este crecimiento limitado serían el escaso goteo en la cueva y/o la escasa capacidad del agua para disolver carbonato (por las bajas concentraciones en CO₂ esperables en un sistema con poco desarrollo edáfico), y una reducida o nula cubierta vegetal. Posteriormente, se registran crecimientos intermitentes en el MIS 7 (en concreto, en el MIS 7a: 210-180 ka), tanto en cuevas pirenaicas como en la Sierra de Guara (Cueva

de Esteban Felipe, Sierras Exteriores: Figura 1), siendo éste uno de los intervalos óptimos para el crecimiento espeleotémico en el Noreste peninsular.

En cuanto a la información disponible para el periodo que nos ocupa, el crecimiento de espeleotemas esperado durante el MIS 5, realmente comienza varios milenios después del inicio del interglacial MIS 5e, en concordancia con la línea divergente respecto al resto de Europa expuesta en los dos apartados anteriores sobre evolución de los glaciares y lagos. Este hecho, estaría probablemente asociado a un retraso en alcanzarse en la Península Ibérica las condiciones adecuadas de temperatura y humedad para el crecimiento de los espeleotemas, ocurriendo las máximas tasas de crecimiento en el MIS 5c, en torno a 100-110 ka BP (aproximadamente 200-300 años por centímetro). Este momento coincide con un periodo cálido que corresponde con un máximo de insolación de verano (Cueva de Molinos, Teruel: Figura 3). En concordancia con este máximo desarrollo espeleotémico, es conocido un notable aumento de humedad durante el MIS 5c inferido a partir de depósitos fluviales (Benito *et al.*, 2010), aunque existen estudios que sí señalan el MIS 5e como más húmedo y, por tanto, más favorable para la formación de tufas y espeleotemas (Domínguez - Villar, *et al.*, 2011).

Con la entrada en el MIS 4, hace unos 70-75 ka BP, se interrumpió el crecimiento espeleotémico en las cuevas del NE peninsular. De hecho, es durante esta fase cuando se localizan los depósitos glaciares (y los fluviales asociados) más extensos (Lewis *et al.*, 2009). Nuevos avances glaciares en el Pirineo, e interrupción de la formación de espeleotemas, son coherentes con un

periodo frío. Durante el MIS 3, solo hay crecimientos de espeleotemas durante periodos breves, y en cuevas de menor altitud de Sierra de Guara y Sistema Ibérico, salvo una interesante excepción en la cueva de Las Gloces, en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Figura 1), que registra crecimiento continuo entre 60 y 30 ka BP (Contreras, en preparación). Posteriormente, apenas hay actividad espeleotémica hasta la última deglaciación, indicando que el MIS 3-2, fue un periodo muy frío y árido (Figura 3), además de muy inestable, lo que resulta desfavorable para la formación de espeleotemas, como ya se había observado en la cueva de El Pindal, en Asturias (Figura 1) (Moreno *et al.*, 2010b). Estas condiciones climáticas también se han atestiguado a partir de secuencias lacustres (Moreno *et al.*, 2012a) y depósitos glaciares (García-Ruiz *et al.*, 2010), tal como se ha expuesto en los dos apartados previos de este trabajo.

Las condiciones de mayor humedad parecen reestablecerse a partir de hace 14 ka, tal y como se deduce de registros fluviales y aluviales de los Pirineos y la Cordillera Ibérica (Lewis *et al.*, 2009; Fuller *et al.*, 1998; respectivamente) y de algunos espeleotemas (Bartolomé *et al.*, 2012). No obstante, hasta el Holoceno no se produce una nueva etapa de gran desarrollo espeleotémico (Figura 3).

Es justo este período, el Holoceno, el que posee el mayor número de espeleotemas en el NE peninsular, a pesar de algunas lagunas temporales. Por ejemplo, en las cuevas del Sistema Ibérico, no hay crecimiento espeleotémico durante los últimos 1-2 ka, indicando que los dos últimos milenios han sido más secos que el resto del Holoceno. Sin embargo, en la cueva

de Seso (y en menor medida en otras cuevas pirenaicas), sí que hay espeleotemas formados en los últimos cientos de años, reflejando una mayor disponibilidad hídrica y, probablemente, una buena cubierta vegetal y desarrollo edáfico (Bartolomé *et al.*, 2012).

Los trabajos futuros en esta línea de investigación, requieren de cronologías precisas y de análisis isotópicos de alta resolución, que permitan abordar cuestiones primordiales como la sincronía o asincronía en la respuesta de esta región ante un cambio climático rápido, o la cuantificación de los cambios detectados en términos de temperatura y precipitación.

3. EL FUTURO

La reconstrucción de la evolución del paisaje a escalas temporales milenarias, requiere de la integración de resultados proporcionados por varias disciplinas científicas y por numerosas técnicas analíticas. La datación absoluta de los depósitos y de las formas del paisaje es imprescindible para poder entender la dinámica del paisaje: sin tiempo asociado, las reconstrucciones son fotos fijas y no películas animadas de los procesos exógenos que modelan el relieve. Viejas y nuevas técnicas han de implementarse en muestras representativas que nos permitan avanzar en las incongruencias que parecen asociadas a distintos métodos de análisis. La integración de la datación de los depósitos superficiales (morrenas, terrazas, etc.), con registros geológicos como lagos y espeleotemas, nos ha de proporcionar secuencias continuas de cambios ambientales que aumenten la resolución del último ciclo glacial, y que nos lleven más allá. Las cubetas de sobre-excavación glacial de algunos valles pirenaicos, pueden contener largas

secuencias pro-glaciares. Los rellenos de algunos lagos kársticos del Prepirineo, pueden ayudarnos a reconstruir con gran detalle y resolución los cambios de paisaje en las áreas no glaciadas. Fosas tectónicas como Villarquemado, guardan largas secuencias de evolución paleoambiental y son necesarias para establecer un marco de referencia regional a gran escala.

Pero las nuevas tecnologías necesitarán de contextualización que sólo puede venir de un detallado trabajo de campo y de un buen bagaje de ideas, hipótesis y teorías sobre la dinámica del paisaje. La monitorización de los sistemas geomórficos es esencial para que el presente sea la llave del pasado: erosión y sedimentación en cuencas y parcelas experimentales; testimonios detallados de la muerte anunciada de los restos de glaciares del Pirineo; transferencia de la señal climática a espeleotemas y depósitos lacustres; funciones de transferencia de indicadores biológicos...

El futuro de la investigación del paisaje a estas escalas milenarias es plural, y la integración de distintas disciplinas científicas requiere de la visión global de investigadores con espíritu renacentista, como el de José María García Ruiz: lo importante es la pregunta, no la técnica que necesitamos para resolverla; lo esencial es el trabajo detallado y preciso, para que la interpretación del dato nos permita dar un paso adelante; los límites forzados entre los compartimentos estancos de la ciencia decimonónica (y del siglo XX), son fronteras al conocimiento. Las respuestas han de venir de la integración de datos, obtenidos al otro lado de esas fronteras.

Las preguntas y las respuestas están en el mismo paisaje que queremos entender.

Conoceremos nuevas técnicas, avanzaremos en los modelos de edad, dispondremos de secuencias más largas y más variadas..., pero tendremos que seguir siendo irredentos científicos de campo, geógrafos de bota, martillo, cuaderno de campo y laboratorio. Tendremos que seguir siendo, como José M^a García-Ruiz.

4. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado con el apoyo de los proyectos: CALIBRE (CGL2006-13327-C04), GRACCIE-CONSOLIDER (CSD2007-00067), DINAMO (CGL2009-07992), GLOBALKARST (CGL2009-08415), HOLONED (CGL2009-07603), DINAMO2 (CGL-BOS 2012-33063) e HIDROPAST (CGL2010-16376), financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad; los proyectos PM073/2007, GA-LC-030/2011, GA-LC-021/2008 del Gobierno de Aragón, y los proyectos HORDA (83/2008) y CUEVAS (258/2011) del Organismo Autónomo de Parques Nacionales.

5. REFERENCIAS

Allen, J.R.M. & Huntley, B. (2009): Last Interglacial palaeovegetation, palaeoenvironments and chronology: a new record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews*, 28 (15–16): 1521–1538.

Alley, R. & Agustsdottir, A. (2005): The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24: 1123–1149.

Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G. & Herail, G. (1988): Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paleolacs: application à l'interprétation du retrait glaciaire. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire* 2/3: 55–67.

Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sevilla-Callejo, M., García-Prieto, E., Di Rita, F., Mata, M.P., Morellón, M., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J. & Carrión, J.S. (2014): Rapid climatic

changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of south-western Europe. *Global and Planetary Change*, 114: 50–65.

Barreiro, F., Moreno, A., Giralt, S., Caballero, M., Valero-Garcés, B. (en prensa): Climate, paleohydrology and land uses changes in Central Iberian Range for the last 1.6 ka: The La Parra Lake record. *The Holocene*.

Barrère P. (1963): La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrals franco-espagnoles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 516–526.

Bartolomé, M., Moreno, A., Marcén, C.S., Hellstrom, J. & Ribas, A.B. (2012): Cambios climáticos cortos en el Pirineo central durante el final del Pleistoceno superior y Holoceno a partir del registro estalagmítico de la cueva de Seso (Pirineo Central). *Geogaceta*, 59–62.

Benito, G., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., Thorndycraft, V.R. & Barriendos, M. (2010): The impact of late Holocene climatic variability and land use change on the flood hydrology of the Guadalentín River, south-east Spain. *Global and Planetary Change*, 70: 53–63.

Bińka, K., Nitychoruk, J. & Dzierżek, J. (2011): Climate stability during the Eemian—new pollen evidence from the Nidzica site, northern Poland. *Boreas*, 40 (2): 342–50.

Bordonau, J. (1992): *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma Ediciones, 251 pp., Logroño.

Braconnot P., Marzin, C., Grégoire, L., Mosquet, E. & Marti, O. (2008): Monsoon response to changes in Earth's orbital parameters: comparisons between simulations of the Eemian and of the Holocene. *Climate of the Past Discussions*, 4 (2): 459–493.

Burjachs, F. & Julià, R. (1994): Abrupt climatic changes during the last glaciation based on pollen analysis of the Abric Romani, Catalonia, Spain. *Quaternary Research*, 42 (3): 308–315.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. & Shackleton, N.J. (1999): Dansgaard-Oeschger and Heinrich

- event imprints in Alboran Sea temperatures. *Paleoceanography*, 14: 698–705.
- Calvet M., Delmas M., Gunnell Y., Braucher R. & Bourlès D. (2011): Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. *Developments in Quaternary Science*, 15, doi: 10.1016/B978-0-444-53447-7.00011-8.
- Carrión J.S., Fernández, S., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Badal, E., Carrión-Marco, Y., López-Merino, L., López-Sáez, A., Fierro, E. & Burjachs, F. (2010): Expected trends and surprises in the Lateglacial and Holocene vegetation history of the Iberian Peninsula and Balearic Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162: 458–475.
- Chueca, J., Julián, A. & Peña J.L. (2002): Comparación de la situación de los glaciares del Pirineo español entre el final de la Pequeña Edad del Hielo y la actualidad. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 3: 13–41.
- Chueca, J., Julián, A., Saz, M. A., Creus Novau, J. & López Moreno, J.I. (2005): Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology*, 68: 167–182.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W. & McCabe, A.M. (2009): The last glacial maximum. *Science*, 325: 710–714.
- Constanza, R., Graumlich, L., Steffen, W., Crumley, C., Dearing, J., Hibbard, K., Leemans, R., Redman, C. & Schimel, D. (2007): Sustainability or collapse: what can we learn from integrating the history of humans and the rest of nature? *Ambio*, 36: 522–527.
- Contreras, R. (en preparación): Registro espeleotémico de los cambios climáticos rápidos del estadio isotópico 3 en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, Trabajo Fin de Máster, Máster en Evolución Humana, Universidad de Burgos.
- Corella, J. P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Morellon, M., Rull, V., Giral, S., Rico, M. T. & Pérez-Sanz, A. (2011): Climate and human impact on a meromictic lake during the last 6000 years (Montcortès Lake, Central Pyrenees, Spain). *Journal of Paleolimnology*, 46: 351–367.
- Corella, J.P., Brauer, A., Mangili, C., Rull, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L. (2012): The 1.5-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain). *Quaternary Research*, 78: 323–332.
- Corella, J.P., Stefanova, V., El Anjoumi, A., Rico, E., Giral, S., Moreno, A., Plata-Montero, A., Valero-Garcés, B.L. (2013): A 2500-year multi-proxy reconstruction of climate change and human activities in northern Spain: The Lake Arreo record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 386: 555–568.
- Dansgaard W, Johnsen SJ, Clausen HB, Dahl-Jensen D, Gundestrup NS, Hammer CU, Hvidberg CS, Steffensen JP, Sveinbjörnsdóttir AE, Jouzel J. & Bond G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-Kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218–220.
- De Beaulieu, J.L. & Reille, M. (1992): Long Pleistocene pollen sequences from the Velay Plateau (Massif Central, France). *Vegetation History and Archaeobotany*, 1 (4): 233–42.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M. & Bourlès D. (2008): Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69: 231–241.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R. & Bourlès, D. (2011): Palaeogeography and 10Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: Implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305: 109–122.
- Denton, G.H., Broecker, W. & Alley, R.B. (2006): The mystery interval 17.5 to 14.5 kyr ago. In: Brigham-Grette, J., Kull, C., Kiefer, T. (Eds.), *PAGES News*, pp. 14–16.
- Domínguez-Villar, D., Wang, X., Cheng, H., Martín-Chivelet, J., Edwards, R.L., 2008. A high-resolution late Holocene speleothem record from Kaite Cave, northern Spain: $\delta^{18}\text{O}$ variability and possible causes. *Quaternary International*, 187: 40–51.

- Domínguez-Villar, D., Fairchild, I.J., Baker, A., Wang, X., Edwards, L.R. & Cheng, H. (2009): Oxygen isotope precipitation anomaly in the North Atlantic region during the 8.2 ka event. *Geology*, 37: 1095–1098.
- Domínguez-Villar, D., Vázquez-Navarro, J.A., Cheng, H. & Edwards, R.L. (2011): Freshwater tufa record from Spain supports evidence for the past interglacial being wetter than the Holocene in the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, doi:10.1016/j.gloplacha.2011.04.006.
- Domínguez-Villar, D., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Cheng, H., Edwards, R.L., Willenbring, J.K. (2013): Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Scientific Reports* 3, doi:10.1038/srep02034.
- Dorale, J.A., Onac, B.P., Fornos, J.J., Gines, J., Gines, A., Tuccimei, P. & Peate, D.W. (2010): Sea-Level Highstand 81,000 Years Ago in Mallorca. *Science*, 327: 860–863.
- Edwards, R.L., Chen, J.H. & Wasserburg, G.J. (1987): 238U-234U-230Th-232Th systematics and the precise measurements of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81: 175–192.
- Etlicher B. & De Goer de Hervé, A. (1988): La déglaciation würmienne dans le Massif Central Français: Le point de travaux récents. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 34-35: 103-110.
- Fletcher W.J., Sánchez-Goñi, M.F., Allen, J.R.M., Cheddadi, R., Combourieu-Nebout, N., Huntley, B., Lawson, I., Londeix, L., Magri, D., Margari, V., Muller, U.C., Naughton, F., Novenko, E., Roucoux, K. & Tzedakis, P.C. (2010a): Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews*, 29 (21): 2839-2864.
- Fletcher, W.J., Sánchez Goñi, M.F., Peyron, O. & Dormoy, I. (2010b): Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a Western Mediterranean forest record. *Climate of the Past*, 6: 245–264.
- Fletcher, W.J., Debret, M. & Goñi, M.F.S. (2013): Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *The Holocene*, 23: 153–166.
- Florineth D. & Schlüchter, C. (2000): Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 54: 295-308.
- Follieri M., Magri, D. & Sadori, L. (1988): A 250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma). *Pollen et Spores*, 30: 329–356.
- Fuller, I.C., Macklin, M.G., Lewin, J., Passmore, D.G., Wintle, A.G. (1998): River response to high-frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 k.y. *Geology*, 26: 275–278.
- García-Ruiz J.M. & Martí-Bono, C. (2001): *Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido*. Madrid: Organismo Autónomo de Parques Nacionales, 106 pp.
- García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Peña-Monóné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P. & Constante, A. (2012): Glacial and fluvial deposits in the Aragón Valley, Central-Western Pyrenees: the chronological position of the Pyrenean Late Pleistocene glaciers. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*: 15-32.
- García-Ruiz, J.M.; Palacios, D; de Andrés, N; Valero-Garcés, B; López-Moreno, J.I. & Sanjuán, Y. (enviado). Holocene and Little Ice Age glacial activity in the Marboré cirque, Monte Perdido massif, central Spanish Pyrenees. *The Holocene*.
- García-Ruiz, J.M., Alvera, B., del Barrio, G. & Puigdefábregas, J. (1990): Geomorphic processes above the timberline in the Spanish Pyrennes. *Mountain Research and Development*, 10(3):201-214.
- García-Ruiz, J.M. (1990): *Mapa geomorfológico de España. Hoja 145 (Sallent)*. Geoforma Ediciones, 29 pp. + 1 mapa a escala 1:50.000, Logroño.
- García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Valero-Garcés, B. & González-Sampériz, P. (2001): La

- evolución de los glaciares del Pleistoceno Superior en el Pirineo Central español. El ejemplo de los glaciares de Escarra y Lana Mayor, Alto Valle del Gállego. *Cuaternario y Geomorfología*, 15: 103-120.
- García-Ruiz, J.M., Moreno, A., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. & Martí-Bono, C. (2010): La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24 (1-2): 35-56.
- García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C., & González-Sampériz P. (2003): Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18: 61-72.
- García-Ruiz, J.M. & Valero-Garcés, B.L. (1998): Historical Geomorphic Processes and Human Activities in the Central Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development*, 18: 309-320.
- García-Prieto, E., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Franco, F., Aranbarri, J., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Sevilla-Callejo, M., Santos, L., Andrade, A. & Carrión, J.S. (en preparación). Unexpected vegetation dynamics in response to climate variability for the last 140 ka BP at Villarquemado paleolake sequence (Iberian Range, Spain).
- Gil-Romera, G., González-Sampériz, P., Lasheras, L., Sevilla-Callejo, M., Moreno, A., Valero-Garcés, B. López-Merino, L., Pérez Sanz, A., Aranbarri, J. & García-Prieto, E. (2014): Long-term biomass-modulated fire dynamics at the Central Pyrenees (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Gómez-Orellana, L., Ramil-Rego, P. & Muñoz Sobrino, C. (2007): The Würm in NW Iberia, a pollen record from Area Longa (Galicia). *Quaternary Research*, 67: 438-452.
- González-Sampériz, P. & Sopena, M.C. (2000): Recent Holocene palaeoenvironmental evolution in the Central Ebro Basin (N.E. Spain). *Quaternary International*, vol.93/94: 177-190.
- González-Sampériz, P. (2004): *Evolución paleoambiental del sector central de la cuenca del Ebro durante el Pleistoceno superior y Holoceno*. Universidad de Zaragoza, Departamento de Ciencias de la Antigüedad Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza.
- González-Sampériz P., Montes, L. & Utrilla, P. (2003): Pollen In Hyena Coprolites from Gabasa Cave (Northern Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 126: 7-15.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. & Carrión, J.S. 2004. Was the Ebro valley a refugium for temperate trees? *Anales de Biología* vol.26: 13-20.
- González-Sampériz, P., Utrilla, P., Mazo, C., Valero-Garcés, B., Sopena, M., Morellón, M., Sebastián, M., Moreno, A. & Martínez-Bea, M. (2009): Patterns of human occupation during the early Holocene in the Central Ebro Basin (NE Spain) in response to the 8.2 ka climatic event. *Quaternary Research*, 71: 121-132.
- González-Sampériz, P., García-Prieto, E., Aranbarri, J., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sevilla-Callejo, M., Santos, L., Morellón, M., Mata, P., Andrade, A. & Carrión, J.S. (2013): Reconstrucción paleoambiental del último ciclo glaciar en la Iberia continental: la secuencia del Cañizar de Villarquemado (Teruel). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39: 49-76.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. & Dedoubat, J.J. (2006): Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66: 38-52.
- González-Sampériz, P., Leroy, S.A.G., Carrión, J.S., Fernández, S., García-Antón, M., Gil-García, M.J., Uzquiano, P., Valero-Garcés, B.L., Figueiral, I. (2010): Steppes, savannahs, forests and phytodiversity reservoirs during the Pleistocene in the Iberian Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162 (3): 427-457.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Carrión, J.S., Peña-Monné, J.L., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C. (2005): Glacial and Lateglacial vegetation in northeastern Spain: new data and a review. *Quaternary International*, 140-141.

- González-Samperiz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Morellón, M., Navas, A., Machín, J. & Delgado-Huertas, A. (2008): Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: saline lake records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259: 157-181.
- González-Trueba J.J., Martín-Moreno, R., Martínez de Pisón, E. & Serrano, E. (2008): Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18: 551-568.
- Hodge, E.J., Richards, D.A., Smart, P.L., Andreo, B., Hoffmann, D.L., Matthey, D.P. & González-Ramón, A. (2008): Effective precipitation in southern Spain (266 to 46 kyr) based on a speleothem stable carbon isotope record. *Quaternary Research*, 69: 447-457.
- Hoek, W.Z., Yu, Z.C. & Lowe, J.J. (2008): Integration of Ice-core, Marine, and Terrestrial records (INTIMATE): refining the record of the Last Glacial e Interglacial transition. *Quaternary Science Reviews*, 27: 1-5.
- Höllermann P. (1971): Zurundungsmessungen an Ablangerungen im Hochgebirge. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Suppl. Bd, 12: 205-237.
- Hughes, P.D., Gibbard, P.L. & Ehlers, J. (2013): Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global "Last Glacial Maximum" (LGM). *Earth-Science Reviews*, 125: 171-198. doi:10.1016/j.earsci-rev.2013.07.003.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C. & Gibbard, P.L. (2006): Glacial history of the Mediterranean mountains. *Progress in Physical Geography*, 30: 334-364.
- Hughes, P.D. & Woodward, J.C. (2008): Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 23: 575-588.
- IPCC (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jalut, G., Montserrat, J., Fontugne, M., Delibrias, G., Vilaplana, J. & Juliá, R. (1992): Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews*, 11: 449-480.
- Jambrina-Enríquez, M., Rico, M., Moreno, A., Leira, M., Bernárdez, P., Prego, R., Recio, C. & Valero-Garcés, B.L. (2014): Timing of deglaciation and postglacial environmental dynamics in NW Iberia: the Sanabria Lake record. *Quaternary Science Reviews*, 94: 136-158.
- Jiménez-Sánchez, M. & Farias, P. (2002): New radiometric and geomorphological evidence of Last Glacial Maximum older than 18 ka in SW European mountains: The example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15: 93-101.
- Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M. & Valcárcel, M. (2013): A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: Timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology*, 196: 50-64.
- Klotz S., Guiot, J. & Mosbrugger, V. (2003): Continental European Eemian and early Würmian climate evolution: comparing signals using different quantitative reconstruction approaches based on pollen. *Global and Planetary Change*, 36 (4): 277-294.
- Leunda, M. (2013): *Caracterización ambiental del Holoceno reciente en el ibón de Marboré, Huesca, Pirineo central*. Trabajo Fin de Máster Universidad de Zaragoza.
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J. (2009): Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, 67: 141-152.
- Llopis-Lladó, N. (1947): El relieve del Alto Aragón. *Pirineos*, 5: 81-166.

- Magri, D. & Tzedakis, P.C. (2000): Orbital signatures and long-term vegetation patterns in the Mediterranean. *Quaternary International*, 73: 69-78.
- Mardones, M. & Jalut, G. (1983): La tourbière de Biscaye (alt. 409 m, Hautes Pyrénées): approche paleoécologique des 45,000 dernières années. *Pollen et Spores*, 25: 163-212.
- Martí-Bono, C. (1973): Nota sobre los sedimentos morrénicos del río Aragón. *Pirineos*, 107: 39-46.
- Martín-Chivelet, J., Muñoz-García, M.B., Edwards, R.L., Turrero, M.J., Ortega, A.I. (2011): Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta^{13}C$ of speleothems. *Global and Planetary Change*, doi: 10.1016/j.gloplacha.2011.02.002.
- Montserrat, J. (1992): *Evolución glacial y post-glacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: Estudio palinológico*. Instituto Pirenaico de Ecología: 147 pp., Zaragoza.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrubia, T., Rubio, E., Riera-devall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, O., Engstrom, D. R., Lopez-Vicente, M., Navas, A., & Soto, J. (2011): Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age, *Journal of Paleolimnology*, 46: 423-452.
- Morellón, M., Pérez-Sanz, A., Corella, J.P., Büntgen, U., Catalán, J., González-Sampériz, P., González-Trueba, J.J., López-Sáez, J.A., Moreno, A., Pla-Rabes, S., Saz-Sánchez, M.Á., Scussolini, P., Serrano, E., Steinhilber, F., Stefanova, V., Vegas-Vilarrubia, T. & Valero-Garcés, B. (2012): A multi-proxy perspective on millenium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Climate of the Past*, 8: 683-700.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrubia, T., González-Sampériz, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M. & Corella, J.P. (2009): Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 28: 2582-2599.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez, M.J., Mata, P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, P. & Rico, M. (2010a): The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25 (7): 1076-1091.
- Moreno, A., Stoll, H.M., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E., Edwards, L.R., 2010b. A speleothem record of rapid climatic shifts during last glacial period from Northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change*, 71: 218-231.
- Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J.P., Belmonte, Á., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J.O., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vegas-Vilarrubia, T. & Valero-Garcés, B.L. (2012b): The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews*, 43: 16-32.
- Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Fletcher, W.J. (2012a): Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*, 36: 139-153.
- Moreno, A., Belmonte, A., Bartolomé, M., Sancho, C., Oliva, B., Stoll, H., Edwards, L.R., Cheng, H., & Hellstrom, J. (2013): Formación de espeleotemas en el noreste peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39 (1): 25-47.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P. & Rico, M. (2008): Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology*, 40: 943-961.
- Muñoz-García, B. (2007): *Los espeleotemas holocenos y pleistocenos de la Cueva del Cobre (Sierra de Peña Labra, Palencia) como indica-*

- dores de variabilidad climática*. Universidad Complutense.
- Oliva-Urcia, B., Moreno, A., Valero-Garcés, B. & Mata, M.P. (2013): Magnetismo y cambios ambientales en registros terrestres. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39: 117–140.
- Palacios, D., de Marcos, J. & Vázquez-Selem, L. (2011): Last Glacial Maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 233: 16–26.
- Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J., Masana, E. & Santanach, P. (2006): Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ¹⁰Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25: 2937–2963.
- Panzer W. (1926): Talentwicklung und Eiszeitklima im nordostlichen Spanien. *Abhandlungen der Seckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, 33: 1-155.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2004): Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). In: *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*, Peña, J.L., Longares L.A. & Sánchez, M. (Eds.). Universidad de Zaragoza e Institución Fernando El Católico: 71-84 pp. Zaragoza.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2003): Las morrenas terminales de los valles glaciares del Gállego y Cinca (Pirineo de Huesca). Datos cronológicos. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4: 91-109.
- Penck A. (1883): Die Eiszeit in den Pyrenaen. *Mitt. Ver. Erdk.*, Leipzig (Translated to French as “La période glaciaire dans les Pyrénées”. *Bulletin de la Société d’Histoire Naturelle de Toulouse*, 19: 105-200.
- Pérez-Sanz A., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Morellón, M., Sancho, C., Belmonte, A., Gil-Romera, G., Sevilla, M. & Navas, A. (2011): Clima y actividades humanas en la dinámica de la vegetación durante los últimos 2000 años en el Pirineo Central: el registro palinológico de la Basa de la Mora (Macizo de Cotiella). *Zubia. Monográfico* 23: 1-7-38.
- Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gil-Romera, G., Riera-devall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M. & Navas, A. (2013): Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 73: 149–169.
- Pérez-Sanz A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Gil-Romera, G., Fontaneda-Ríos, S (en preparación). Holocene altitudinal vegetation shifts at the Southern Central Pyrenees (Spain): the mid-montane site Lake Estanya.
- Pérez-Sanz, A. (2014): Holocene climate, vegetation and human impact in the Western Mediterranean inferred from Pyrenean lake records and climate models. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza-IPE CSIC, 195 pp.
- Pini, R., Ravazzi, C. & Donegana, M. (2009): Pollen stratigraphy, vegetation and climate history of the last 215 ka in the Azzano Decimo core (plain of Friuli, north-eastern Italy). *Quaternary Science Reviews*, 28 (13-14): 1268-1290.
- Pons, A., Guiot, J., De Beaulieu, J.L. & Reille, M. (1992): Recent contributions to the climatology of the last glacial-interglacial cycle based on French pollen sequences. *Quaternary Science Reviews*, 11 (4): 439-448.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 111. D06102, doi:10.1029/2005JD006079.
- Rasmussen, S.O., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Andersen, K.K. (2007): Early Holocene climate oscillations recorded in three Green-

- land ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 26: 1907–1914.
- Rodés, A., Pallàs, R., Braucher, R. & Bourlès, D. (2008): La última deglaciación en los Pirineos a partir de la datación de superficies de exposición mediante ^{10}Be . *Geo-Temas*, 10: 755–758.
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Bourlès, D., Valero-Garcés, B., 2014. A multiple dating-method approach applied to the Sanabria Lake moraine complex (NW Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Science Reviews*, 83: 1–10. doi:10.1016/j.quascirev.2013.10.019.
- Rohling, E.J. & Palikey, H. (2005). Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature*, 434: 975–979. doi:10.1038/nature03421
- Rull, V., González-Sampériz, P., Corella, J., Morrellon, M. & Giral, S. (2011): Vegetation changes in the southern Pyrenean flank during the last millennium in relation to climate and human activities: the Montcortes lacustrine record. *Journal of Paleolimnology*, 46: 387–404.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research*, 77: 1–11.
- Salazar, A., Mata, M.P., Rico, M., Valero-Garcés, Oliva-Urcia, B., Rubio, F.M., 2013. El paleolago de La Larri (Valle de Pineta, Pirineos). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39: 97–116.
- Sanjuán, Y., Gómez-Villar, A., Nadal-Romero, E., Álvarez-Martínez, J., Arnáez-Vadillo, J., Serrano-Muela, M.P., Rubiales, J.M., González-Sampériz, P., García-Ruiz, J.M. (en prensa): Linking land cover changes in the subalpine and montane belts to changes in a torrential river. *Land Degradation and Environment*
- Sánchez-Goñi, M.F., Eynaud, F., Turon, J.L. & Shackleton, N.J. (1999): High resolution palynological record of the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 171 (1): 123–137.
- Sánchez-Goñi, M.F., Landais, A., Fletcher, W.J., Naughton, F., Desprat, S. & Duprat, J. (2008): Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews*, 27: 1136–1151.
- Sánchez-Goñi, M.F., Loutre, M.F., Crucifix, M., Peyron, O., Santos, L., Duprat, J., Malaizé, B., Turon, J.L. & Peyrouquet, J.P. (2005): Increasing vegetation and climate gradient in Western Europe over the Last Glacial Inception (122e110 ka): datamodel comparison. *Earth and Planetary Science*, 231 (1-2): 111–130.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2008): Actividad glacial y desarrollo de terrazas durante el Pleistoceno Superior en Pirineos – Cuenca del Ebro. *Geo-Temas*, 10: 763–766.
- Sancho, C., Peña-Monné, J.L., Rhodes, E., Arenas, C., Pardo, G., García-Ruiz, J.M. & Martí-Bono, C.E. (2011): El registro glaciolacustre de Linás de Broto (Valle del Ara, Pirineo Central, Huesca): Nuevas aportaciones. In: *El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011*, Fundación Henri Chevalier: 11–14 pp. Andorra.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2003): Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca river Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial Maximum in the Pyrenees? In: Ruiz Zapata, B., Dorado-Valiño, M., Valdeomillos, A., Gil-García, M.J., Bardají, T., Bustamante, I. & Mendizábal, I. (Eds.), *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in The Mediterranean Region*. Alcalá de Henares, 169–174 pp. Madrid.
- Seret, G., Dricot J. & Wansard, G. (1990): Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346: 453–456.
- Serrano, E. & Martínez de Pisón, E. (1994): Geomorfología y evolución glacial en el Pirineo aragonés oriental. In: Martí-Bono, C., García-Ruiz, J.M. (Eds.), *El glaciario surpirenaico:*

- Nuevas aportaciones. Geoforma Ediciones, 33–64 pp., Logroño.
- Sier, M.J., Roebroeks, W., Bakels, C., Dekkers, M., Brühl, E., De Loecker, D., Gaudzinski-Windheuser, S., Hesse, N., Jagich, A., Kindler, L., Kuijper, W., Laurat, T., Múcher, H., Penkman, K., Richter, D. & Van Hinsbergen, D. (2011): Direct terrestrial marine correlation demonstrates surprisingly late onset of the last interglacial in central Europe. *Quaternary Research*, 75: 213–218.
- Stoll, H.M., Moreno, A., Méndez-Vicente, A., González-Lemos, S., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Edwards, R.L., Cheng, H., Wang, X. (2013): Paleoclimate and growth rates of speleothems in the north-western Iberian Peninsula over the last two glacial cycles. *Quaternary Research*, 80: 284–290, doi:10.1016/j.yqres.2013.05.002.
- Turner, C. & Hannon, G.E. (1988): Vegetational evidence for late Quaternary climate changes in southwest Europe in relation to the influence of the North Atlantic Ocean. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London B*318: 451–485.
- Tzedakis, C., McManus, J., Hooghiemstra, H., Oppo, D.W. & Wijmstra, T.A. (2003): Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 197–212.
- Valero-Garcés B.L., González-Sampériz, P., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Machín, J. & Kelts, K., (2000): Lateglacial and Late Holocene environmental and vegetational change in Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Quaternary International*, 73–74: 29–46.
- Valero-Garcés B.L., González-Sampériz, P., Navas, A., Machín, J., Delgado-Huertas, A., Peña-Monné, J.L., Sancho-Marcén, C., Stevenson, T., Davis, B. (2004): Paleohydrological fluctuations and steppe vegetation during the last glacial maximum in the central Ebro valley (NE Spain). *Quaternary International*, 122: 43–55.
- Valero-Garcés, B.L., Zeroual, E. & Kelts, K. (1998): Arid phases in the western Mediterranean region during the last glacial cycle reconstructed from lacustrine records, in: Benito, G., Baker, V.R., Gregory, K.J. (Eds.), *Paleohydrology and Environmental Change*, 67–80 pp.
- Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Moreno, A., Gil Romera, G., Oliva, B., Aranbarri, J., García-Prieto, E., Frugone, M., Morellón, M., Arnold, L.J., Demuro, M., Hardiman, M., Blokkley, S.P.E., Lane, C.S. & Benito, B. (en preparación). Challenges dating long continental sequences: a Bayesian approach to age modelling the 140 Ka Villarquemado sequence (NE Spain). *Geochronology*.
- van Kolfschoten, T.H., Gibbard, P.L. & Knudsen, K.L. (2003): The Eemian Interglacial: a Global Perspective. Introduction. *Global and Planetary Change*, 36: 147–149.
- Vegas, T., González-Sampériz, P., Morellón, M., Gil-Romera, G., Pérez-Sanz, A. & Valero-Garcés, B. (2013): Diatom and vegetation responses to late glacial and Early-Holocene climate changes at Lake Estanya (Southern Pyrenees, NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 392: 335–249.
- Vidal-Romaní, J.R., Fernández-Mosquera, D., Martí, K. & de Brum Ferreira, A. (1999). Nuevos datos para la cronología glacial pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 24: 7–29.
- Vilaplana, J.M. (1983): Quaternary glacial geology of Alta Ribagorçana Basin (Central Pyrenees). *Acta Geológica Hispánica*, 18: 217–233.
- Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Svensson, A. (2010): Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews*, 29: 2828–2838.
- Woodward, J.C., Macklin, M.G. & Smith, G.R. (2004): Pleistocene glaciation in the mountains of Greece. In *Quaternary glaciations: extent and chronology, Part I, Europe*, Ehlers, J., Gibbard J. (eds.), Elsevier: 155–173 pp., Amsterdam.